



# Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique (Bassin subalpin méridional, S.E. France)

Gérard Fries, Bernard Beaudoin

## ► To cite this version:

Gérard Fries, Bernard Beaudoin. Les grès apto-albiens dans leur contexte paléomorphologique (Bassin subalpin méridional, S.E. France). 1987, pp.215-226. insu-00514803

**HAL Id: insu-00514803**

**<https://hal-insu.archives-ouvertes.fr/insu-00514803>**

Submitted on 3 Sep 2010

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

**LES GRES APTO-ALBIENS DANS LEUR CONTEXTE PALEOMORPHOLOGIQUE  
(BASSIN SUBALPIN MERIDIONAL, S.E. FRANCE)**

Gérard FRIES \* et Bernard BEAUDOIN \*

**Résumé** - La série apto-albienne, essentiellement marneuse, comporte dans les différentes zones du bassin subalpin de nombreuses venues gréseuses qu'il est possible d'interpréter d'un point de vue dynamique et paléomorphologique.

L'utilisation des figures directionnelles (current marks) et des structures de glissement (slumps) permet de reconstituer, dans le bassin essentiellement E-W, des morphologies méridiennes, notamment le sillon du Buëch. Sur ses flancs se dessinent des vallées sous-marines profondément entaillées, et particulièrement celle de Ceüse, dont l'éventail à l'Aptien peut être très précisément restitué : 20 km de large et plus de 70 km de long ; d'amont en aval les divers faciès (chenaux, lobes turbiditiques, séquences de slumps), s'organisent tant verticalement qu'horizontalement. Sur la bordure méridionale, les grès (albiens) correspondent d'une part à des faciès de plate-forme et d'autre part à des chenaux emplis de fluxoturbidites qui acheminent les venues détritiques jusqu'au bassin.

Plusieurs mécanismes contrôlent ces venues : l'histoire des sources (difficiles à localiser), celle du niveau marin (eustatisme) mais plus encore l'activité tectonique synsédimentaire et la fracturation induite au long des pentes, ainsi que la compaction précoce ; ces deux derniers mécanismes sont déchiffrables en particulier par l'analyse des sills et dykes sédimentaires gréseux qui, en divers sites, sont profondément infiltrés dans le massif argileux.

**Abstract** - The numerous sandy bodies interbedded in the marly apto-albian formation are interpreted in the dynamical evolution of the subalpine basin. Its paleotopography is restored using currents marks and slumpings indications : this E-W structured basin (main orientation of the margins) is characterized by a meridian through ("le sillon du Buëch") whose flanks are cut by submarine valleys converging towards it ; the valleys convey pelagic, neritic and detrital material over more than 70 km.

One of them was analysed in detail - the Aptian Ceüse fan ; this large morphology (20 km x 70 km) trapped sandy turbidites and very thick slumps mapped over more than some hundred square kilometers. The horizontal and vertical evolution of the sedimentary bodies (channels, lobes, slump sequences) is similar to the main classical fan-models.

On the southern margin the Upper Albian sandy deposits correspond to a regressive platform-type sequence ; inside the sequence sandy fluxoturbidites have been recognized and followed as hectometric channels until the slope-apron.

Many mechanisms may control the detrital arrivals : history of the sources (not yet well-located) ; sea-level variations (eustatism) ; tectonical activity and the induced fracturation in relation to early compaction. These last mechanisms are well recorded in the sediment with synsedimentary faults and deep sills and dykes networks.

(\*) Ecole des Mines de Paris, C.G.G.M. - Laboratoire de Sédimentologie,  
35 rue Saint-Honoré, 77305 Fontainebleau Cédex et G.S. GENEBASS

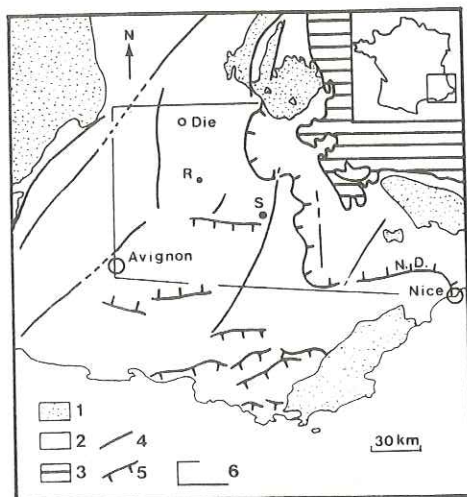


Fig. 1 - Le bassin subalpin méridional  
1. Socle ; 2. Marge externe du domaine alpin ;  
3. Zones alpines internes ; 4. et 5. Failles et  
chevauchements (ND : Nappe de Digne) ;  
6. Secteur étudié.

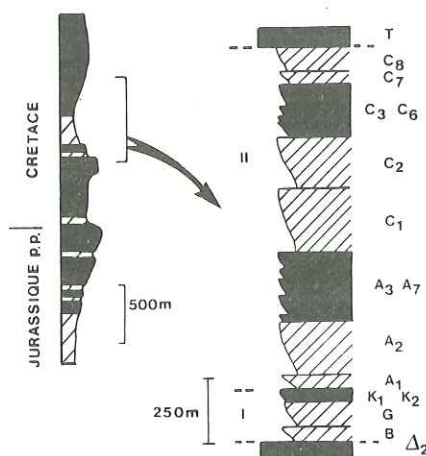


Fig. 2 - Les 19 séquences apto-cénomaniennes  
(en noir, séquences plus carbonatées)

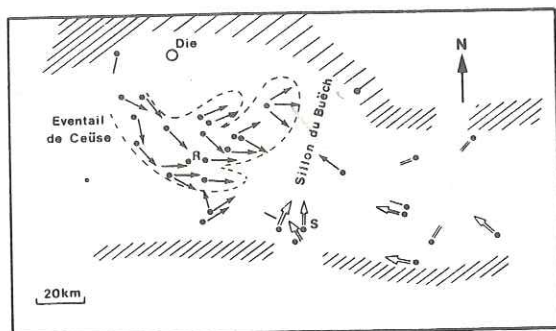


Fig. 3 - Le bassin à l'Aptien

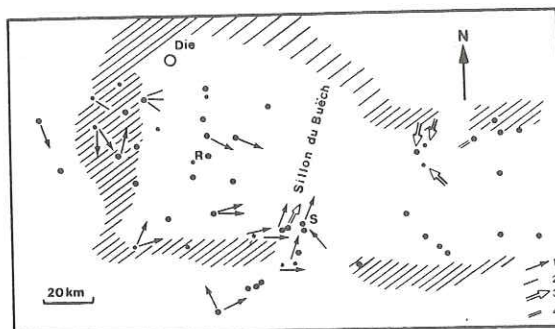


Fig. 4 - Le bassin à l'Albien  
1. Sens de courant ; 2. Direction de courant ;  
3. Sens de glissement ; 4. Direction de glissement



## INTRODUCTION

Les travaux récents dans les chaînes subalpines méridionales couvrant les formations marneuses à marno-calcaires de l'Aptien au Cénomanien (B. Beaudoin et G. Friès, 1984 ; J.L. Rubino, 1984 ; J.L. Rubino et M. Delamette, 1985 ; G. Friès et B. Beaudoin 1985 ; J.G. Breheret *et al.*, 1986 ; G. Friès, 1986) ont permis de préciser l'évolution de cette partie de la marge alpine externe occidentale à un moment important de son histoire (fig. 1).

Cette période charnière - juste avant la fermeture du bassin mésozoïque à la fin du Crétacé supérieur - est caractérisée par un détritisme sableux important à l'Apto-Albien, tant sur les bordures que dans le bassin. Ces venues gréseuses sont interprétées ici d'un point de vue dynamique et paléomorphologique. Elles ont été observées systématiquement dans la partie inférieure, marneuse, des dix-neuf séquences reconnues (G. Friès, 1986) dans l'Apto-Cénomanien (fig. 2). Leurs occurrences les plus notables interviennent cependant durant l'Aptien et l'Albien (séquences B → A5) et seront analysées en détail après une présentation rapide du contexte paléogéographique.

## I - LE BASSIN A L'APTO-ALBIEN

La tectonisation progressive au long du Cénozoïque a conduit à des déformations et des déplacements tangentiels importants dont celui de l'unité chevauchante de la Nappe de Digne (environ 30 km vers le SW, fig. 1). Les reconstitutions paléogéographiques présentées ici ont été réalisées après restitution palinspastique du bassin.

### I.1. L'APTIE

L'orientation E-W du bassin, acquise en partie dès la base du Crétacé, est soulignée par les zones de bordures (Vercors au Nord, chaînon Ventoux-Lure/Arc de Castellane au Sud) : celles-ci sont caractérisées par des dépôts réduits voire lacunaires prenant parfois un cachet néritique très marqué et par les changements rapides de faciès (fig. 3). La bordure occidentale reste plus difficile à préciser, mais les rares affleurements préservés (Le Teil, Viviers, ...) la situent un peu à l'Ouest du Rhône.

Les données directionnelles, assez abondantes dans la série à cachet pélagique, permettent de préciser la paléotopographie du bassin (fig. 3). Celui-ci, loin d'être une "fosse" homogène, est caractérisé par un sillon subméridien (sillon du Buëch) vers lequel convergent deux pentes régulières. Celles-ci sont entaillées par des morphologies sous-marines ayant canalisé slumps, turbidites et fluxoturbidites tels l'Eventail de Ceüse à l'Ouest et la vallée de Pierre-Ecrite à l'Est (G. Friès *et al.*, 1984 ; G. Friès et B. Beaudoin, 1985 ; G. Friès, 1986).

### I.2. L'ALBIEN

La densité d'informations concernant l'Albien est plus faible que pour l'Aptien. Les données directionnelles se raréfient également : d'une part les slumpings disparaissent presque totalement, d'autre part les grès - susceptibles de fournir des directions de courant - font défaut sur le flanc oriental. Les indications disponibles suggèrent cependant une paléotopographie voisine de celle de l'Aptien, en dépit d'un certain rétrécissement du domaine bassin (fig. 4).

Les données stratigraphiques (microfaune) mettent en évidence une importante lacune tant sur la bordure méridionale (chaînon Ventoux-Lure) que septentrionale (Seyne-les-Alpes - Barcelonnette - Saint-Delmas-le Selvage) avec l'absence de l'Albien inférieur, moyen et supérieur *p.p.*

Dans la vallée du Rhône les indications bien que très fragmentaires (grès et calcaires gréseux datés du Vraconien, sables rutilants d'âge inconnu, niveau phosphaté daté de l'Albien basal, cf. les notices des cartes géologiques à 1/50 000 d'Uzès et de Pont-Saint-Esprit) suggèrent également l'existence de hiatus importants dans l'Albien.

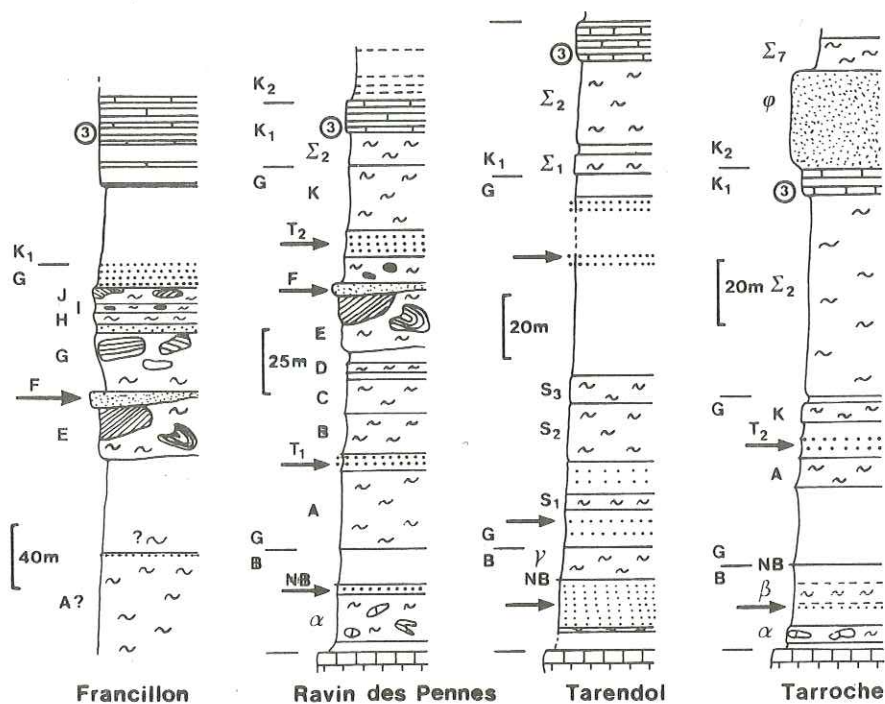


Fig. 5 - Venues gréseuses à l'Aptien dans la zone de l'Eventail de Ceüse :  
cinq coupes (α, β, γ, A, B, ... Σ1, Σ2 : slumps)  
→ . Position des venues gréseuses ; 3 . Banc repère du faisceau clansayésien ;  
NB. Doublet calcaire du "Niveau blanc"

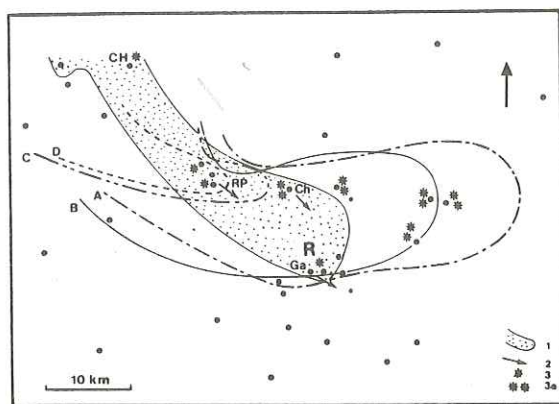


Fig. 6 - Cartographie du faisceau T1, et des slumps A, B, C et D.  
1. Extension de T1 ; 2. Sens de courant ;  
3. Lacune de la zone à *ferreolensis* (sous A) ;  
4. Lacune totale de la zone à *ferreolensis* et de la zone à *cabri* (p.p)

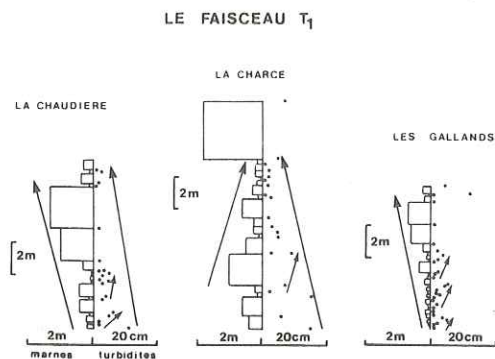


Fig. 7 - Le faisceau T1 : évolution des épaisseurs des marnes et des turbidites



## II - L'EVENTAIL DE CEÛSE

Les nombreuses coupes levées dans la partie NW du bassin ont permis conjointement avec l'analyse de la dynamique sédimentaire (courants et glissements) de caractériser un appareil sédimentaire ayant fonctionné tout au long de l'intervalle Aptien-Albien [en fait, depuis le sommet de l'Oxfordien (B. Beaudoin et G. Friès, 1984)], l'Eventail de Ceüse (localisation, fig. 3). Il est marqué par l'importance des érosions et la puissance des résédiments (slumps et turbidites) dont il a assuré le transit et le dépôt. Cet appareil a été étudié sur une surface d'environ 70 km sur 20 km, tout-à-fait comparable à certains homologues actuels.

### II.1 L'APTIEN

La série aptienne s'organise en quatre séquences (marne → marno-calcaire) B, G, K1 et K2 datées respectivement du Bédoulien, du Gargasien et du Clansayésien (K1 et K2). Dans cette région les résédiments peuvent représenter jusqu'à 80 voire 90 % des dépôts, tous les slumps ayant été identifiés nominalement (fig 5).

L'étude des venues gréseuses (faisceaux de turbidites ou fluxoturbidite sableuse) ainsi reconnues (fig. 5) a été menée en parallèle avec celle des slumps ; leur étroite imbrication est illustrée ici par quatre exemples, les faisceaux T1 et T2, le corps F et la fluxoturbidite  $\phi$  (fig. 5).

#### II.1.1. Le faisceau T1

Un faisceau de turbidites centimétriques à décimétriques se met en place immédiatement au-dessus du slump A (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5, localisation fig. 6) ; il date de l'extrême base de la zone à *algeriana* [apparition des premières *G. algerianus* CUSH. et TENDAM, absence de *H. trocoidea* (SIG.)]. Cette précision chrono- et lithostratigraphique a permis de le cartographier sur une surface de 40 km sur 8 km, orientée NW-SE.

Une analyse de détail a été menée pour les trois coupes du Col de La Chaudière (CH), La Charce (Ch) et les Gallands (Ga) (fig. 7). Les marnes constituent l'essentiel du faisceau (85 à 90 % selon les coupes. Leur épaisseur entre deux turbidites successives mesure d'une certaine manière l'intervalle de temps séparant ces deux venues instantanées, indépendamment du mécanisme de dépôt invoqué pour ces marnes ; l'évolution verticale permet alors d'appréhender la fréquence relative des turbidites. La présence de ces dernières a été visualisée sur la droite du log par un point dont l'abscisse (en millimètres) correspond à la puissance de la turbidite (en centimètres).

Au Col de La Chaudière et à La Charce les épaisseurs des turbidites s'organisent en un grand rythme décroissant formé de la succession de petites séquences stratocroissantes ; en aval, aux Gallands, celles-ci, encore présentes, ne montrent pas de tendance générale (fig. 7).

L'évolution des marnes est différente : au Col de la Chaudière comme aux Gallands on observe une croissance régulière des intervalles marneux (diminution de la fréquence) ; à La Charce au contraire, après une légère augmentation, ils s'agencent en un grand rythme décroissant.

L'analyse des épaisseurs et des structures de ce même faisceau dans le Ravin des Pennes (localisation fig. 6) indique une évolution verticale strato-décroissante des turbidites et strato-croissante des marnes (comme au Col de La Chaudière), et de plus la qualité et les dimensions de l'affleurement montrent qu'elles se sont accumulées à l'intérieur d'une morphologie concave (chenal) large de quelques centaines de mètres. L'interprétation des coupes de La Charce et des Gallands est plus délicate. Si l'on raisonne à partir des turbidites et en particulier à partir de leur extension, le faisceau des Gallands correspond à la partie la plus aval reconnue, puisqu'il est absent au Sud et à l'Est : les turbidites sont nettement plus minces mais s'organisent en petites séquences strato-croissantes : il pourrait s'agir de l'ébauche de lobes.

Ce faisceau T1 a été reconnu et cartographié à l'intérieur d'un domaine important, étroitement superposé au slump A sous-jacent dont la base est marquée par une intense érosion localisée selon son axe, avec lacune partielle voire totale des zones à *ferreolensis* et à *cabri* (fig. 6). Au-dessus de T1, s'accumulent trois slumps d'épaisseur pluridécamétrique, les corps B, C et D, avec une réduction progressive de leur extension vers l'aval. Une vaste morphologie a été créée à la suite d'une phase d'érosion (base du slump A) ; son remplissage s'est opéré par un comblement progressif qui se traduit par une "restriction" de l'extension des corps (fig. 6).

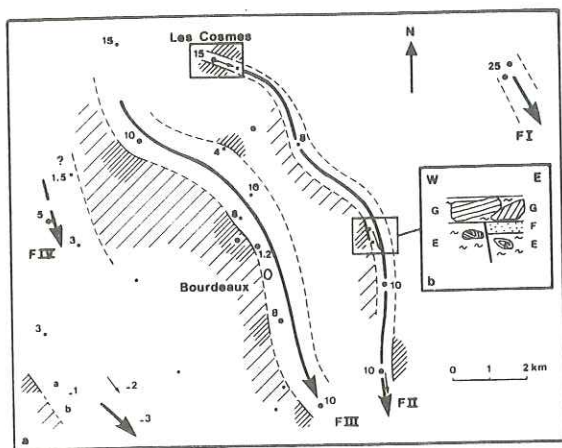


Fig. 8 - Le corps F dans le pays de Bourdeaux  
 a : 1. Bord de chenal (a. observé, b. déduit) ;  
 2. Sens de courant mesuré ;  
 3. Axe de chenal  
 b : Contrôle par une faille de la localisation d'un chenal

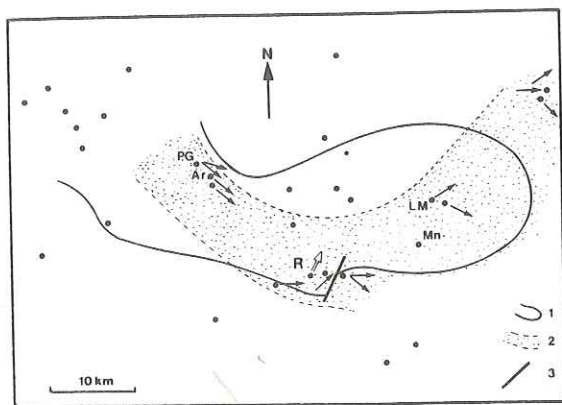


Fig. 10a - Cartographie du faisceau T2 et du slump I  
 1. Extension du slump I ; 2. Extension du faisceau T2 ; 3. Faille

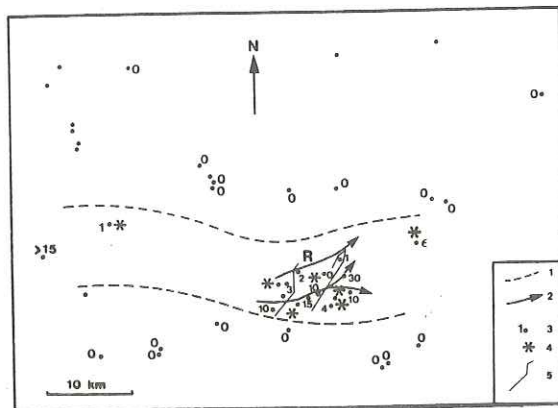


Fig. 11 - La fluxoturbidite  $\phi$   
 1. Extension ; 2. Axe de transport ;  
 3. Coupe avec puissance de  $\phi$  ;  
 4. Sills et dykes ; 5. Failles du faisceau du Risou

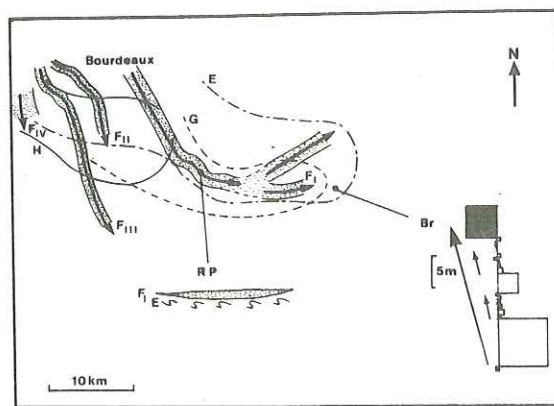


Fig. 9 - Cartographie des slumps E, G, H (Aptien)

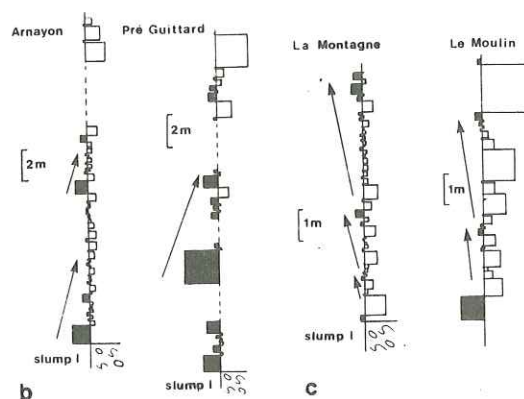


Fig. 10b et c - Le faisceau T2 dans quatre coupes (en noir : les turbidites)

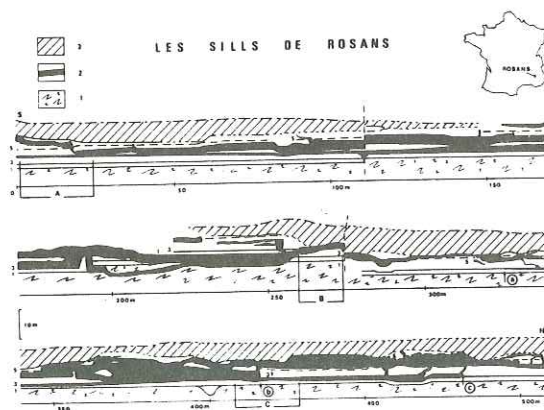


Fig. 12 - Les sills de Rosans  
 1. Fluxoturbidite ; 2. Sills et dykes ;  
 3. Slump  $\Sigma 2$



### II.1.2. Les corps F

Une barre sableuse massive métrique à décamétrique surmonte en différents points du domaine le slump E dont le faciès à grands blocs contournés argilo-gréseux verdâtres à violacés est très caractéristique (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5).

L'affleurement des Cosmes (secteur de Bourdeaux, fig. 8) a permis de suivre en continu l'évolution de ces corps gréseux F (et de F', barre analogue superposée à F). Ils correspondent à d'étroits chenaux (moins d'une centaine de mètres de largeur) orientés W.NW-E.SE. La cartographie de la barre F dans tout le Pays de Bourdeaux révèle la présence d'au moins quatre chenaux gréseux parallèles (fig. 8a) ; deux d'entre eux ont été suivis sur plus de 10 km avec localement le contrôle par une faille synsédimentaire (fig. 8a). Les deux chenaux FI et FIII ont même été corrélés jusqu'à Valouse (Va) et La Charce (Ch) soit sur plus de 30 km (fig. 9). Au Ravin des Pennes les bonnes conditions d'affleurement montrent que le corps FI correspond à un chenal décamétrique de largeur plurihectométrique.

Cinq kilomètres en aval de La Charce, le chenal FI cède la place à une succession de turbidites décimétriques à métriques organisées en un grand rythme strato-croissant scindé en trois séquences de même polarité. L'examen des structures dans les turbidites révèle dans chaque séquence une augmentation du pourcentage en faciès le plus grossier représenté, ici la phase Tb. Cette coupe de Buis (ravin de l'Infernet) correspond ainsi à un motif "thickening and coarsening-up" de type lobe (E. Mutti et F. Ricci Lucchi, 1974).

L'extension de cet ensemble de chenaux est largement superposée au slump précédent (E) (fig. 9) ; il est suivi du dépôt des corps G et H de superficie plus restreinte.

### II.1.3. Le faisceau T2

Un puissant faisceau (jusqu'à 20 m) de turbidites pluridécimétriques a été identifié au-dessus d'un slump à lambeaux gréseux métriques très caractéristiques -le slump I- (coupe du Ravin des Pennes, fig. 5). Leur extension très similaire est considérable, atteignant plusieurs centaines de kilomètres carrés (fig. 10a).

Dans la partie amont son épaisseur est la plus grande [coupes d'Arnayon (Ar) et de Pré-Guitard (PG)] : les turbidites s'agencent en motifs plurimétriques "thinning and fining up" de type chenal (E. Mutti et F. Ricci Lucchi, 1974) (fig. 10b). On notera le parallélisme des sens de courants vers le Sud-Est.

Plus en aval à Montclus (Mn) ou La Montagne (LM), il atteint à peine 8 m et s'organise en séquences grano- et stratocroissantes de type lobe ; dans ce même secteur les sens de courant sont nettement divergents, traduisant l'étalement du matériel.

### II.1.4. La fluxoturbidite $\phi$

Une puissante venue gréseuse (jusqu'à 30 m) est située à la base de K2 (coupe de Tarroche, fig. 5). Elle se présente sous la forme d'une barre homogène renfermant de nombreux galets mous argileux ; sa surface inférieure porte des figures de courant, et quelques laminations parallèles sont visibles à son sommet : elle est interprétée comme une coulée sableuse dense (pas de granoclassement) du type fluxoturbidite (A. Slaczka et S. Thompson, 1981). Elle reste cantonnée dans un étroit chenal orienté E-W d'environ 5 à 6 km de large, se ramifiant dans le secteur de Rosans en liaison avec le fonctionnement du faisceau d'accidents du Risou (G. Friès *et al.*, 1985) (fig. 11).

Elle a fossilisé un impressionnant réseau de fractures débitant le massif marneux sous la forme de dykes et sills sédimentaires (B. Paternoster, 1983 ; B. Beaudoin *et al.*, 1983, fig. 12), rendant parfois complexe la compréhension de certains affleurements.



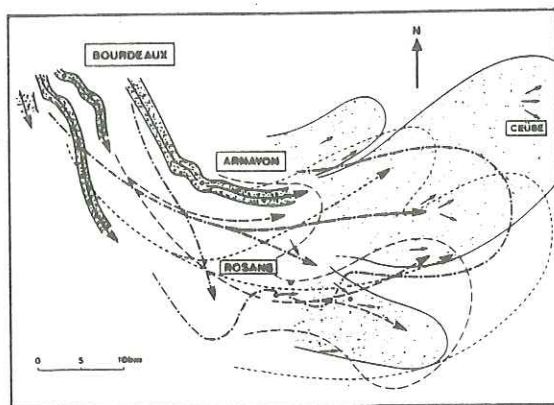


Fig. 13 - L'Eventail de Ceüse

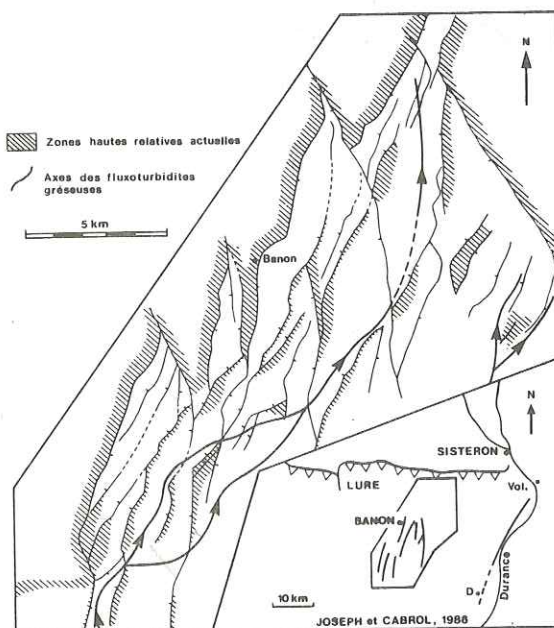


Fig. 15 - Le champ de Banon

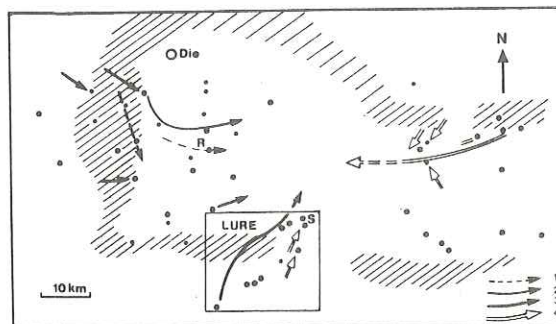
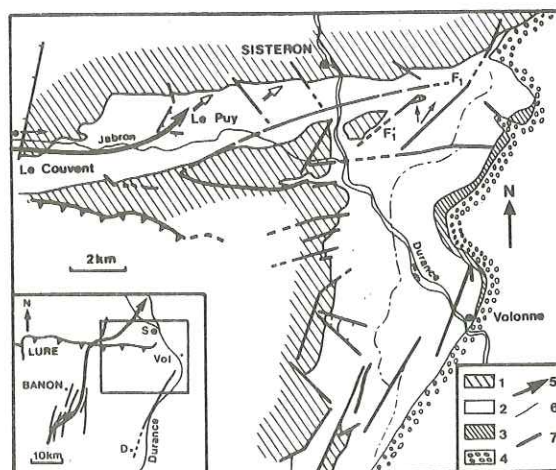


Fig. 14 - Les resédiments à l'Albien  
 Axe de transport des sables: 1. Albien moyen ; 2. Albien inférieur ; 3. Albien supérieur ; 4. Axe de déplacement de l'Albien supérieur

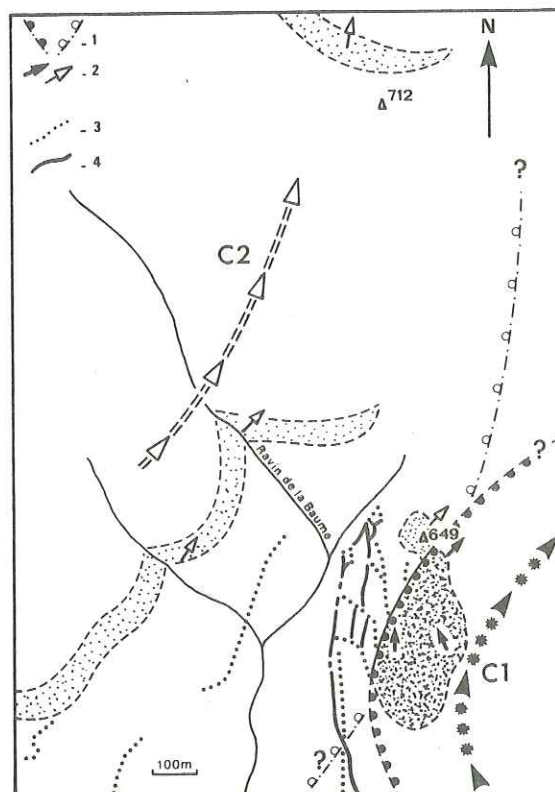


Fig. 16 - Le secteur de Sisteron  
 1. Série anté-Aptien marneux ; 2. Aptien à Cénomanien ; 3. Turonien ; 4. Tertiaire continental ; 5. Axe des fluxoturbidites ; 6. Limite Albien-Cénomanien ; 7. Faille

Fig. 17 - Le Ravin de la Baume  
 1. Bord du chenal turbiditique ; 2. Sens de courant ; 3. Dyke ; 4. Sill

### II.1.5. Les venues détritiques et l'Eventail de Ceüse

Au long de l'Aptien plusieurs venues gréseuses ont été reconnues dans cette partie du bassin. Elles s'organisent horizontalement et verticalement à l'intérieur d'une vaste morphologie large de 40 km et analysée sur plus de 70 km. D'amont en aval les résédiments (slumps et turbidites) sont d'abord piégés dans d'étroits chenaux (secteur de Bourdeaux, Y. Grenetier, 1984) puis leurs axes de dépôt se ramifient en plusieurs bras (Amayon, Rosans) avant l'étalement du matériel (Ceüse) caractérisé par des sens de courant et de glissement divergents et des contours d'extension festonnés (fig. 13).

Slumps et turbidites participent ensemble à la mise en place -par séquences successives- d'un éventail sous-marin. Chacune débute par une phase d'érosion (base des slumps A, E, I, ...) et le creusement d'une morphologie ; son comblement progressif est attesté par l'empilement de corps dont l'extension vers l'aval décroît régulièrement (séquences A, (T1), B, C, D ; E, (F), G, H).

Le dépôt de ces corps est localement contrôlé par le fonctionnement des failles synsédimentaires (fig. 8b, le faisceau du Risou près de Rosans, G. Friès *et al.*, 1985). La géométrie de cet Eventail de Ceüse ressemble tout-à-fait à celle des modèles classiques (E. Mutti et F. Ricchi Lucchi, 1974 ; W.R. Normark, 1978 ; R. Walker, 1978 ; E. Mutti, 1985) tant en ce qui concerne l'évolution des corps présents que leur organisation interne.

### II.2. L'ALBIEN

La sédimentation durant l'Albien est caractérisée par l'absence quasi-générale de slumps dans le bassin ; aussi les (rares) venues gréseuses sont-elles les seuls indices de l'existence de pente. Sur les quatre arrivées reconnues (base de A1, A2, A4, et A5) trois sont présentes dans cette partie occidentale du bassin (fig. 14) :

- quelques turbidites décimétriques à métriques localisées à la base de A1 dans l'axe de transport le plus au Nord de l'Eventail de Ceüse (La Chaudière-Arnayon-La Charce) ;
- deux barres sableuses (2 et 4 m) dans l'Albien moyen au col de Palluel (secteur de Rosans, leur zone source n'est pas établie) ;
- enfin les puissantes fluxoturbidites décamétriques (Bourdeaux, Valouse, La Chaudière, Chateaneuf de Bordette) situées dans l'Albien supérieur (A4) ou le Vraconien (A5) ; celles-ci bien que situées à l'amont de l'Eventail, ne pénètrent pas dans le bassin.

## III - LA ZONE DE LURE

La zone de Lure (localisation fig. 14) est un élément structural actuel qui a fonctionné durant la période apto-albienne comme une zone haute pérenne en bordure du domaine de bassin : les dépôts de faible profondeur au Sud (Banon, Saint-Etienne-les-Orgues) passent en quelques kilomètres vers le Nord aux faciès de bassin.

Dans le champ de fractures de Banon le sommet des calcaires urgoniens datés du Barrémo-Bédoulien (J.P. Masse, 1976) est marqué par une discontinuité radicale à encroûtements ferrugineux, bioturbations et perforations. La série apto-albienne sus-jacente comprend ici trois termes : 1. des marnes grises légèrement calcaires (sommet de la séquence B ?) ; 2. des marnes bleues représentant la séquence G tronquée et réduite le plus souvent au Gargasien inférieur à moyen par une discontinuité majeure à argiles vertes et galets sablo-glaucconieux encroûtés de phosphate ("cailloux noirs") : cette discontinuité est datée par la microfaune de l'Albien supérieur ; 3. au-dessus les dépôts argilo-sableux de plate-forme peu profonde s'organisent en une grande séquence régressive (A4) (C. Cabrol, 1985).

Des barres sableuses décamétriques sont présentes dans la partie médiane de cette séquence A4 ; d'aspect homogène, comportant quelques galets mous argileux, et montrant parfois un granoclassement fruste à la base, elles sont interprétées comme des fluxoturbidites. Leur cartographie montre un trajet méandrique au sein du champ de Banon : leur mise en place a été largement contrôlée par la tectonique synsédimentaire qui a induit la formation de ce champ de fractures dès le Bédoulien (P. Joseph et C. Cabrol, 1986 ; P. Joseph *et al.*, 1986). On notera leur trajet dans les zones basses actuelles (par rapport à la carte d'isohypses des calcaires barrémo-bédouliens, P. Joseph et C. Cabrol, 1986), avec le passage d'un compartiment à un autre à la faveur de cols synsédimentaires (*ibid.*) (fig. 15).



Ces fluxoturbidites ont été suivies jusqu'à deux kilomètres de la crête de la Montagne de Lure et, avec un faible hiatus, dans le domaine de bassin à proximité de Sisteron. Elles y constituent les seules venues gréseuses notables de la série apto-albienne, localisées dans la vallée du Jabron, au Nord des failles F1 et F'1 (fig. 16). Les affleurements de la colline du Puy et notamment ceux du Ravin de la Baume ont permis d'identifier deux ensembles de fluxoturbidites C1 et C2, qui correspondent à des chenaux méandriiformes (Ravin de la Baume) dont la reconstitution est cependant limitée par les affleurements actuels. Ces fluxoturbidites alimentent un réseau complexe de sills et dykes injectés dans le massif argilo-carbonaté apto-albien sur plus de 250 m de profondeur (actuelle) et plusieurs centaines de mètres latéralement, à la faveur de virages des morphologies (fig. 17) (B. Beaudoin et G. Friès, 1984 ; B. Beaudoin *et al.*, 1985, ...). Ils fossilisent ainsi une fracturation et une compaction précoce des sédiments sous-jacents, permettant d'approcher une paléorhéologie apto-albienne.

Ces barres sableuses sont limitées au Sud et à l'Est par un système de failles associées à la terminaison périclinale de la Montagne de Lure et au faisceau de l'accident durancien, et apparaissent à la hauteur du fossé subméridien du Couvent, prolongement probable du champ de Banon (fig. 16). Celui-ci entaille la zone haute de Lure et canalise les coulées sableuses jusque dans le domaine de bassin (fig. 18), caractérisé par une série apto-albienne pélagique et puissante.

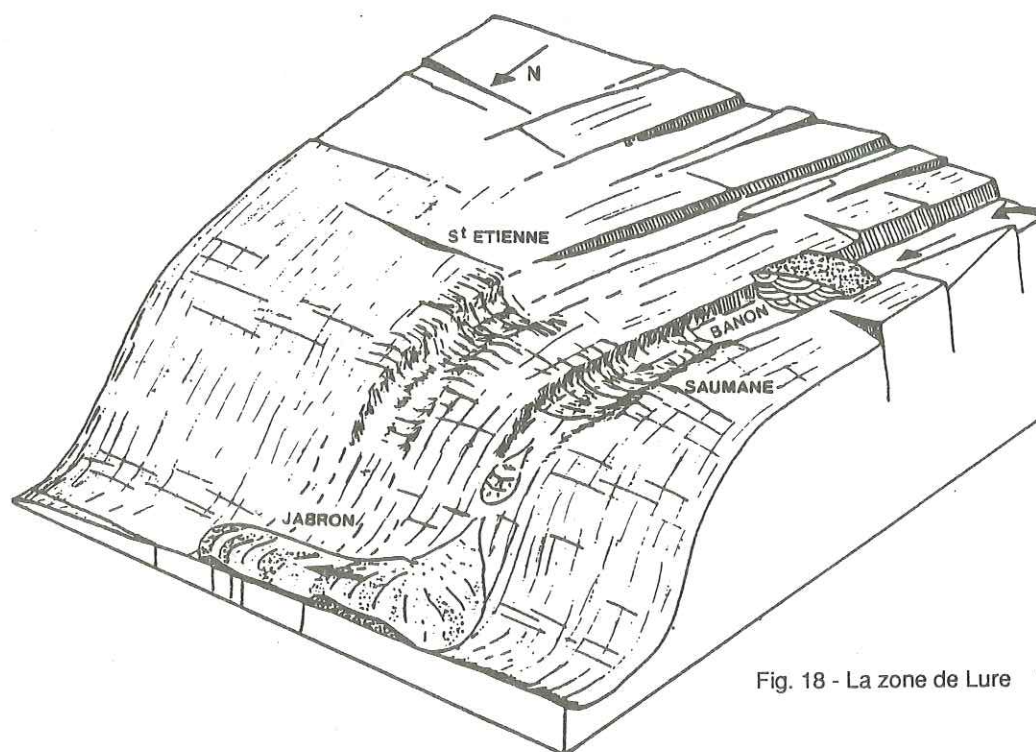


Fig. 18 - La zone de Lure

## CONCLUSIONS

Depuis le Jurassique supérieur le bassin subalpin est caractérisé par le fonctionnement de morphologies sous-marines pérennes qui ont canalisé les résédiments pélagiques et néritiques : le canyon (l'Eventail) de Ceüse, de Pierre Ecrite, la vallée de l'Aygues (?), les sillons du Buëch et du Var.

Les arrivées détritiques reconnues dans le bassin à l'Apto-Albien empruntent largement ces mêmes morphologies (fig. 19). Celles-ci assurent donc le transit du matériel issu du continent ; certaines pourraient représenter la partie sous-marine d'appareil aérien (delta) tel que la morphologie de Banon, mais ceci reste à démontrer.

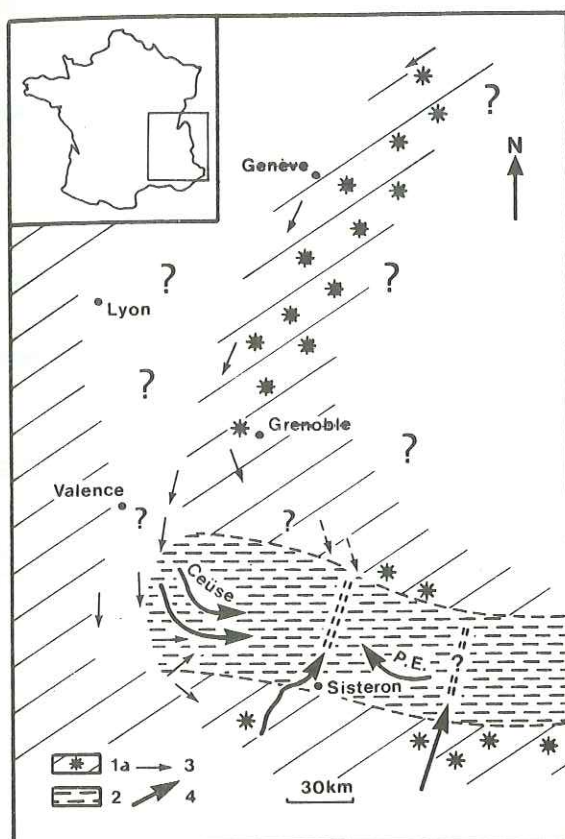


Fig. 19 - Le bassin subalpin durant l'Apto-Albien

1. Zone de bordures ; 2. Domaine de bassin ;  
3. Sens de courant ; 4. Morphologie sous-marine. (\*horizons condensés, bétons phosphatés et glauconieux)

Leur origine est encore difficile à préciser :

1. les sens de transport mesurés sur la plate-forme sableuse albienne sont parallèles au rivage supposé (J.L. Rubino et M. Delamette, 1985) (fig. 19) ;
2. l'étude des minéraux lourds et légers indique une origine hercynienne indifférenciée, et suggère un très long transport sur plusieurs centaines de kilomètres (M. Delamette, communication orale) ;
3. les grès présents dans la partie orientale du bassin ont-ils la même origine (avec un transit depuis la vallée du Rhône le long de "l'isthme durancien") ou bien faut-il chercher une autre source vers le Sud en direction du continent corso-sarde ?

Ces venues situées à la base des séquences et ainsi étroitement associées aux discontinuités sédimentaires qui les délimitent, sont contrôlées par plusieurs mécanismes :

- d'une part, des phénomènes généraux tels le climat, l'eustatisme, la géodynamique globale, ... l'histoire des sources (encore difficiles à localiser),
- et d'autre part, à l'échelle du bassin, la tectonique synsédimentaire, la fracturation précoce associée (fossilisée par les sills et les dykes) et la compaction différentielle qui assurent la pérennité des voies de transport canalisant les arrivées sableuses.

## BIBLIOGRAPHIE

- BEAUDOIN B. et FRIES G. (1984). - Phénomènes de resédimentation dans le Crétacé inférieur subalpin.- Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livret-guide, Excursion n° 6, 51 p.
- BEAUDOIN B., FRIES G., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1983). - Sills gréseux sédimentaires injectés dans l'Aptien supérieur de Rosans. - *C. R. Acad. Sc., Paris*, II, t. 296, p. 387-392.



- BEAUDOIN B., FRIES G., PARIZE O. et PINAULT M. (1985). - L'origine des injections sableuses : les sills et les dykes albiens du Ravin de la Baume, Bevens (Alpes de Haute-Provence). - *C.R. Acad. Sci. Paris*, II, t. 301, n° 6, p. 407-410.
- BREHERET J.G., CARON M. et DELAMETTE M. (1986). - Niveaux riches en matière organique dans l'Albien vocontien : quelques caractères du paléo-environnement. - Journées "Les couches riches en matière organique", Doc. B.R.G.M., n° 110,
- CABROL C. (1985). - Etude du Crétacé moyen du Sud de la Montagne de Lure. - Rapport E.N.S.M.P., 54 p.
- FRIES G. (1986). - Dynamique du bassin subalpin méridional de l'Aptien au Cénomanién. - *Thèse Doct. ès Sc.*, Paris, 399 p.
- FRIES G., BEAUDOIN B., JOSEPH P. et PATERNOSTER B. (1984). - Les grès de Rosans et les slumpings aptiens associés : restitution paléomorphologique. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 26, n° 4, p. 693-702.
- FRIES G. et BEAUDOIN B. (1985). - L'Eventail de Ceüse à l'Apto-Albien (S.E. France). - Excursion A.S.F., Livret-guide, 143 p.
- FRIES G., BEAUDOIN B., BIZON G. et BIZON J.J. (1985). - Le faisceau du Risou : contrôle morpho-tectonique de la sédimentation apto-cénomaniénne (Hautes-Alpes, France). - *C. Acad. Sci. Paris*, II, t. 300, n° 17, p. 869-872.
- GRENETIER Y. (1984). - L'Aptien de Bourdeaux (Drôme). - Rapport E.N.S.M.P., 47 p.
- JOSEPH P. et CABROL P. (1986). - La structuration du fossé de Banon. Carte isohypse du toit des calcaires bédouliens. Tectonique synsédimentaire à l'Apto-Albien. - Rapport C.F.P.-E.N.S.M.P., 53 p.
- JOSEPH P., CABROL C. et FRIES G. (1986). - Le champ de Banon à l'Apto-Albien : contrôle de la sédimentation argilo-sableuse par la tectonique synsédimentaire. - A.G.S.E., Colloque sur le Détritisme dans le Sud-Est de la France, *Géologie Alpine*, t. 63.
- MASSE J.P. (1976). - Les calcaires urgoniens de Provence (Valanginien-Aptien inférieur) : stratigraphie, paléontologie. Les environnements et leur évolution. - *Thèse Doct. ès Sc.*, Marseille, 445 p.
- MUTTI E. (1985). - Turbidite systems and their relations to depositional sequences. - In G. ZUFFA ed., *Provenance of Arenites*, Reidel Publishing Company, p. 65-93.
- MUTTI E. et RICCI LUCCHI F. (1974). - La signification de certaines unités séquentielles dans les séries à turbidites. - *Bull. Soc. géol. France*, (7), t. 16, n° 6, p. 577-582.
- NORMARK W.R. (1978). - Fan valleys, channels and depositional lobes on modern submarine fans : characters for recognition of sandy turbidite environments. - *A.A.P.G. Bull.*, vol. 62, p. 912-931.
- PATERNOSTER B. (1983). - Sills et dykes sédimentaires dans le contexte paléomorphologique de l'Aptien de Rosans. - Rapport E.N.S.M.P., 84 p.
- RUBINO J.L. (1984). - Sedimentology of upper Aptian and Albian turbidites and shelf sandstones in the Vocontian basin (S.E. France). - Vè Congr. Eur. Sédimentologie, Marseille, Livre des Résumés, p. 388-389.
- RUBINO J.L. et DELAMETTE M. (1985). - The albian shelf of South East of France : an example of clastic sand distribution dominated by oceanic currents. - Vth Regional Meeting of Sedimentology, Lleida, p. 399-402.
- SLACZKA A. et THOMPSON S. (1981). - A revision of the fluxoturbidite concept based on type example in the Polish Carpathian Flysch. - *Ann. Soc. Geol. Pol.*, 51, p. 3-44.
- WALKER R. (1978). - Deep-water sandstones facies and ancient submarine fans. Models for exploration for stratigraphic traps. - *A.A.P.G. Bull.*, vol. 62, p. 932-966.